

黑龙江省老沟-二根河成矿带金矿床 地质特征及找矿方向

王献忠¹, 王晓勇¹, 石书校²

(1 中国人民武装警察部队黄金第三支队, 黑龙江 哈尔滨 150086; 2 中国人民武装警察部队黄金第一支队, 黑龙江 哈尔滨 150086)

摘要 老沟-二根河成矿带是大兴安岭北部重要的金成矿带, 位于蒙古-鄂霍茨克造山带的东南缘。近年来发现了砂宝斯、老沟、砂宝斯林场、三十二站、二根河等金矿床和一些金矿点, 矿床(点)严格受NEE向漠河推覆构造带控制, 矿体常赋存于其次级张扭性断裂构造带中。矿石中硫化物以黄铁矿为主(含量 $\leq 3\%$), 为少硫化物矿石。矿石中黄铁矿等的 $\delta^{34}\text{S}$ 值为 -8.3% ~ $+7.8\%$; 成矿流体的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 5.6% ~ 18.7% , δD 值为 -135% ~ -89% ; 铅同位素表现出造山带铅同位素特征。流体包裹体类型有气液两相、含 CO_2 三相和纯 CO_2 包裹体3种。包裹体气相成分主要为 CO_2 、 H_2O 、 CH_4 和 N_2 , 总体上属 CO_2 - H_2O - N_2 ± CH_4 ± H_2 ± CO 体系。流体包裹体的盐度平均为 5.0% ~ 7.0% , 密度平均为 0.75 ~ 0.86 g/cm^3 , 属低盐度、低密度流体; 均一温度为 225.9 ~ 295.2°C , 属中温热液矿床; 成矿压力平均为 65 ~ 82 MPa , 成矿深度平均为 6.0 ~ 7.0 km 。金矿床的地质-地球化学特征与造山型金矿类似, 应属造山型, 形成于蒙古-鄂霍茨克陆-陆碰撞造山环境, 并以CMF模式解释了其形成机制。在上述研究的基础上, 提出了找矿方向。

关键词 地质学; 金矿床; 成因类型; 构造背景; 找矿方向; 老沟-二根河成矿带; 黑龙江

老沟-二根河成矿带是大兴安岭北部额尔古纳成矿带或得尔布干成矿带的组成部分, 位于上黑龙江盆地西北端, 呈东西向展布于中、俄边界地区。20世纪90年代以来, 地勘工作者在该带内相继发现了砂宝斯、老沟、三十二站、二根河和砂宝斯林场等5处岩金矿床, 以及八里房、页索库、东马扎尔等众多岩金矿点, 实现了金矿勘查的较大突破。其北部位于同一成矿省的邻区俄罗斯境内的后贝加尔地区, 已探明许多大-超大型金矿床如巴列依、达拉松、克留切夫和别列什特夫等, 中、小型金矿床星罗棋布。上述特征均显示出该带金成矿潜力巨大、成矿条件优越, 具有很大的找矿前景。

1 区域地质背景

老沟-二根河成矿带大地构造位置隶属于蒙古-鄂霍茨克造山带东南缘上黑龙江盆地(图1)。该盆地前人曾称之为上黑龙江断陷盆地(黑龙江省地质矿产局, 1993), 但近年来的研究表明, 该盆地是在额尔古纳地块基底之上发育起来的中生代前陆盆地(和政军等, 2003; 李锦轶等, 2004)。基底为三叠纪结晶变质岩和前寒武纪花岗岩, 最大埋藏深度为 $6\ 000\text{ m}$ (毛建明等, 1996), 盖层为中、晚侏罗世陆相湖泊沉积岩及晚侏罗世和早白垩纪火山岩, 上覆新生界砾石及砂砾互层沉积岩。侏罗纪沉积地层自下而上划分为中、晚侏罗世额尔古纳群绣峰组(J_{1-2x})、二十二站组(J_{2e})、漠河组(J_{2m})和开库康组(J_{3k}); 晚侏罗世和早白垩纪火山岩从下至上划分为塔木兰沟组(J_{2-3tm})、光华组(K_{1gn})和甘河组(K_{1g})。新生界由黄褐色巨砾岩层、砾石层夹粘土层和细砂层等组成。地层出露连续性较差, 沉积岩层大部分遭受不同程度的动力变

质作用。

盆地内出露的侵入岩很少,多数呈小的岩株或岩枝状产出,主要为兴凯-萨拉伊期二长花岗岩、石英闪长岩(SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为 504~517 Ma)和燕山期正长花岗岩(锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 129.8 Ma)、花岗闪长岩(武广等,2006)。此外,还有一系列的脉岩,如伟晶岩、细晶岩、花岗斑岩、闪长岩及霏细岩等。

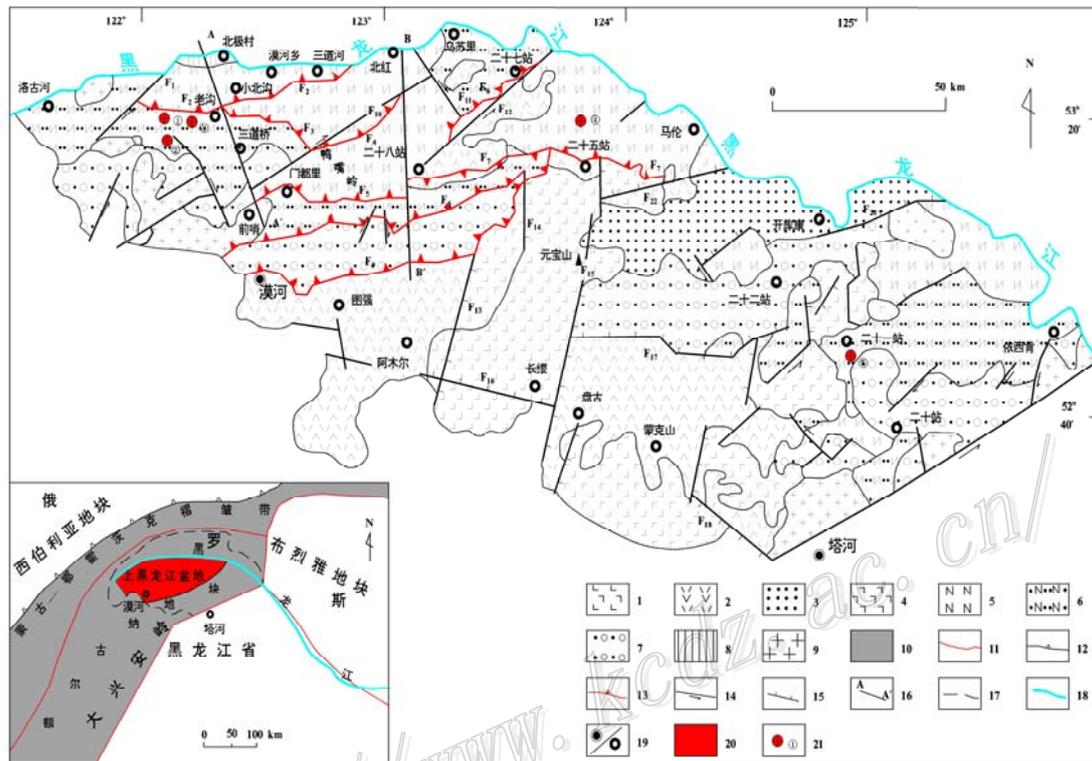


图1 上黑龙江盆地地质构造简图(据谢鸣谦,2000;张顺等,2003修改)

1—白垩系甘河组(K_{1g}); 2—白垩系光华组(K_{1gn}); 3—侏罗系开库康组(J_{1k}); 4—侏罗系塔木兰沟组($J_{2,3tm}$); 5—侏罗系漠河组(J_{2m}); 6—侏罗系二十二站组(J_{2e}); 7—侏罗系绣峰组($J_{1,2x}$); 8—泥盆系泥鳅组(D_{2n}); 9—元古界花岗岩; 10—褶皱带; 11—构造边界; 12—缝合带; 13—逆冲断层; 14—走滑断层; 15—正断层; 16—剖面线; 17—盆地边界; 18—河流; 19—城镇; 20—研究区; 21—金矿床及编号(①—砂宝斯林场; ②—砂宝斯; ③—老沟; ④—二根河; ⑤—二十一站)

盆地内断裂构造较为发育,主要有逆冲断层、走滑断层和正断层。其走向有北东向、北西向、北东东向、南北向和东西向5组。漠河推覆构造是盆地内主要的断裂构造,西起洛古河,经漠河、北红、马伦、东达西尔根气河口子岛,全长大于220 km,宽大于70 km,沿黑龙江南岸的上黑龙江盆地分布,控制了砂宝斯、砂宝斯林场、老沟、二根河、三十二站、八里房等金矿床(点)的产出(王晓勇等,2008)。

2 矿床地质特征

老沟-二根河成矿带金矿床的主要地质特征见表1。其具体表现为:①金矿床均产于上黑龙江前陆盆地中,赋矿岩石主要为二十站组(J_{2e})和漠河组(J_{2m})砂岩。②控矿构造均为NEE向漠河推覆构造,矿体严格受其派生的脆-韧性断裂构造控制。③矿体形态主要为似层状、脉状和板状;矿体规模变化较大,金的平均品位较低,一般在 3.0×10^{-6} 左右。④矿石矿物成分以中低温矿物及贫硫含砷、锑为特征。矿石中

金属硫化物 $\leq 3\%$ (相对矿石总量), 以黄铁矿为主, 次为毒砂、辉铋矿, 其他还有辰砂、闪锌矿、黄铜矿、方铅矿、辉钼矿、磁黄铁矿、褐铁矿、自然金、银金矿、自然银等; 脉石矿物以石英为主, 其次为长石、绿泥石、粘土矿物、方解石等。矿石类型主要为蚀变砂岩型和蚀变脉岩型。⑤ 矿石结构为自形-半自形晶结构、他形结构、包含结构、交代结构、充填结构、碎裂结构等; 矿石构造为浸染状构造、角砾状构造、(网)脉状构造、蜂窝状及晶洞构造等。⑥ 围岩蚀变主要有硅化、绢云母化、高岭土化、黄铁矿化、褐铁矿化、碳酸盐化等。其中硅化、黄铁矿化与金矿化关系密切。

表 1 老沟-二根河成矿带金矿床主要地质特征

矿床名称	控矿构造	容矿构造	矿体形态	规模/m		w(Au)/10 ⁻⁶	赋矿围岩	矿物成分 ^①	围岩蚀变 ^②
				长	厚				
砂宝斯 ^③	NEE 向漠河推覆构造	近 SN 向脆性断裂构造	板状、似层状、脉状、鞍状	75~560	2.42~28.38	3.90~5.05	二十二站组 (J _{2e}) 砂岩	黄铜矿、毒砂、辉铋矿、方解石、粘土矿物	粘土矿化、石墨化、绿泥石化、辉铋矿化
老沟	NEE 向漠河推覆构造	NEE 向韧性断裂构造	缓倾似层状	1000	6.8	2.54	二十二站组 (J _{2e}) 砂岩	辉铋矿、磁黄铁矿、褐铁矿、绢云母	褐铁矿化、青盘岩化、粘土矿化
二根河	NEE 向漠河推覆构造	NE、NNE 向脆性断裂构造	陡倾脉状	50~100	1.5~5.0	3.45~7.70	漠河组 (J _{2m}) 砂岩和英安岩	辉铋矿、辰砂、绢云母、方解石	辉铋矿化
砂宝斯林场	NEE 向漠河推覆构造	近 EW、NW 向韧性断裂构造	脉状、似层状	100	3.0~5.0	3.0	辉绿玢岩和二十二站组 (J _{2e}) 砂岩	磁黄铁矿、褐铁矿、绢云母、绿泥石	绿泥石化
三十二站 ³	NEE 向漠河推覆构造	NNW 向脆性断裂构造	脉状	200~600	1.7~9.4	1.2~2.5	二十二站组 (J _{2e}) 砂岩	黄铜矿、毒砂、辉铋矿、闪锌矿、方解石	粘土矿化、石墨化、绿泥石化、褐铁矿化

注: ① 各矿床金属矿物含量均 $< 3\%$, 均含有黄铁矿、石英、长石; ② 各矿床均发育黄铁矿化、褐铁矿化、硅化、碳酸盐化、绢云母化; ③ 据武警黄金第三支队, 2007。其他据武广等, 2006 修改整理。

3 矿床地球化学特征

3.1 硫同位素特征

成矿带内金矿床中硫同位素组成见表 2。矿石的 $\delta^{34}\text{S}$ 值变化范围在 -8.3% ~ $+7.8\%$ 之间, 众数集中在 -5.6% ~ $+4.0\%$ 之间, 具有深源岩浆硫特征。相比之下, 砂宝斯金矿床 $\delta^{34}\text{S}$ 值的离散性较大, 这说明在金成矿过程中可能有大气降水的参与(王义文, 1988)。说明了本带成矿作用的复杂性, 成矿物质以深源为主, 有部分地壳物质的加入。

表 2 老沟-二根河成矿带主要金矿床硫同位素组成 ($\delta^{34}\text{S}/\%$)

矿床名称	黄铁矿	辉铋矿	闪锌矿	平均值
砂宝斯*	-8.3、+5.6、-5.6、+3.03、+3.76、+2.2、+4.3、-1.6	-1.6	+1.88	0.37
砂宝斯林场	+2.9、+3.1			3.0
老沟	+7.8、+4.0、+6.2			6.0
二根河		+0.6、-0.7		0.05

注: *为本部内部资料。其他资料据武广等, 2006 整理。

3.2 氢、氧同位素特征

据齐金忠等(2000)和武广等(2006)的资料,砂宝斯和老沟金矿床的 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化于5.6‰~18.7‰之间,平均值为11.3‰; δD 值在-135‰~-89‰之间。采用克莱顿(1972)提出的方程: $\delta^{18}\text{O}-\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} = 3.38 \times 10^6/T^2 - 3.4$,计算获得的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值的变化范围为-1.3‰~+6.6‰,绝大多数为正值。由此可见, $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 和 δD 变化范围还是比较大的,反映了成矿流体并非同一来源。在 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}-\delta\text{D}$ 组成图(图2)上,投影点落在岩浆水与大气降水线之间,且大多落在典型岩浆水区域的下方。这表明本区金矿床的成矿流体是岩浆水与不同比例的大气降水混合的产物。

3.3 铅同位素特征

成矿带内主要金矿床中铅同位素组成见表3。各矿床中矿石具有较高的放射成因铅和非放射成因铅。 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化范围为 $17.624 \pm 55 \sim 18.494 \pm 65$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化范围为 $15.476 \pm 20 \sim 15.723 \pm 48$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化范围为 $37.736 \pm 41 \sim 38.570 \pm 64$ 。矿床铅同位素组成与大兴安岭地区中生代花岗岩铅同位素组成相似(张理刚等,1995)。在扎特曼等(1981)的不同环境同位素值平均演化曲线图(图3)上,均落在造山带与地幔铅演化曲线附近或之间,表明金矿床Pb主要来自于造山带,部分来自于供给造山带的地幔。

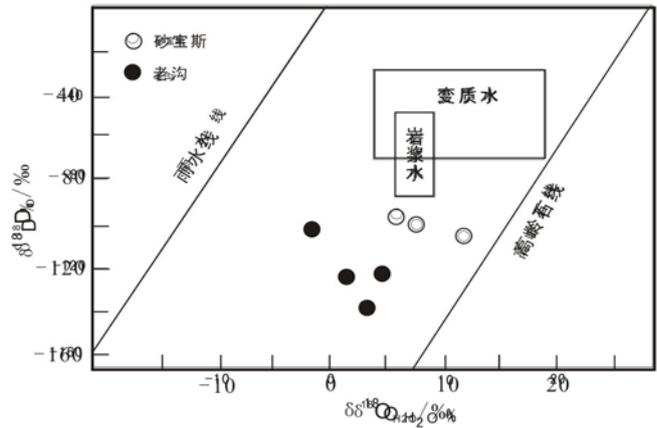


图2 矿床成矿热液流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}-\delta\text{D}$ 组成图

(据 Sheppard, 1977)

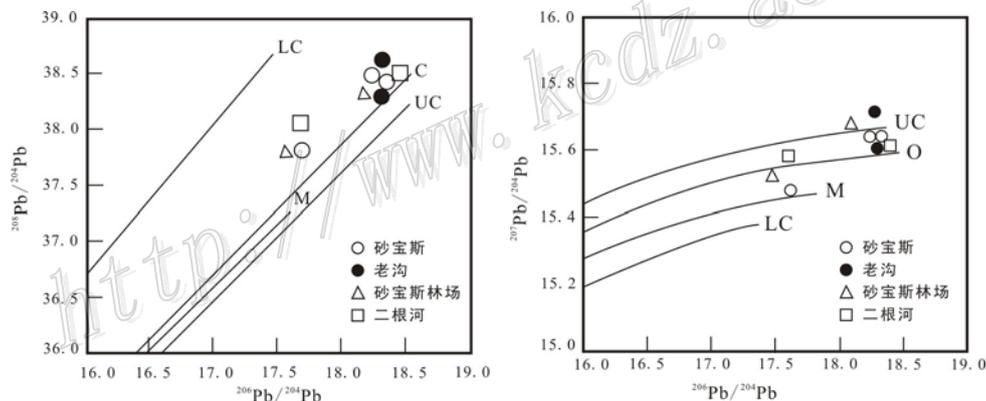


图3 矿床中矿石铅同位素相关图解铅演化线(据 Zartman et al., 1981)

M—上地幔铅; LC—下地壳铅; UC—上地壳铅; O—造山带铅

3.4 流体包裹体特征

流体包裹体是矿物生长过程中圈闭的流体,保存了当时成矿环境下的各种地质信息,能准确地反映矿物形成时的地球化学条件,是厘定矿床成因类型的重要标志。本次研究重点是对砂宝斯和老沟金矿流体包裹体进行定性及定量分析,来探讨其成矿地球化学条件的。

3.4.1 流体包裹体类型

显微镜下观测,矿床中存在3种类型的流体包裹体(表4),即I型(气液两相水溶液包裹体)、II型(含 CO_2 三相包裹体)和III型(纯 CO_2 包裹体)。

I型液体包裹体 由液、气两相构成,气相百分数介于10%~40%,大部分在10%~20%之间;包

裹体大小介于 4~14 μm , 多数在 6~12 μm , 加热后均一到液相。在砂宝斯和老沟金矿, 该类包裹体约占包裹体总数分别为 95% 和 35%。包裹体形态有椭圆形、圆形、四边形、不规则的三角形和弯曲的长条形。

II 型含 CO_2 三相包裹体 由气相 CO_2 、液相 CO_2 和液相水溶液组成, CO_2 占包裹体总体积的 30%~90%, 离差较大; 在 CO_2 相中, 气相 CO_2 占 CO_2 相总体积的约 20%; 包裹体大小多在 10 μm 左右。在砂宝斯和老沟金矿, 该类包裹体约占包裹体总数分别为 3% 和 55%。该类型包裹体常成群分布, 形态简单, 主要为规则的椭圆形和圆形。

III 型纯 CO_2 包裹体 全部由 CO_2 组成, 气相 CO_2 占 CO_2 相总体积的 5%~20%, 大小介于 6~15 μm 之间。在砂宝斯和老沟金矿, 该类包裹体约占包裹体总数分别为 2% 和 10%。包裹体形态简单, 多为负晶形和规则的椭圆形。

表 3 大兴安岭北部金矿床铅同位素组成 (据武广等, 2008)

矿床名称	矿物名称	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
砂宝斯	黄铁矿、辉锑矿	17.752±21~18.453±56	15.476±20~15.625±27	37.756±26~38.395±28
老沟	黄铁矿	18.468±77~18.494±65	15.605±57~15.723±48	38.272±64~38.570±64
砂宝斯林场	黄铁矿	17.624±55~18.252±48	15.539±36~15.673±46	37.736±41~38.351±82
二根河	辉锑矿	17.743±38~18.589±29	15.565±41~15.605±30	37.946±12~38.385±39

表 4 老沟-二根河成矿带金矿床石英流体包裹体特征及参数 (据武广等, 2008)

矿床及样号	类型	大小/ μm	气相百分数/%	$\varphi(\text{CO}_2)$ /%	$\varphi(\text{CO}_2)$ /%	测次	$t_m/^\circ\text{C}$	均一温度/ $^\circ\text{C}$	盐度/%	$\rho/(\text{g}/\text{cm}^3)$	p/MPa	深度/km
砂宝斯												
Hj1S1	I 型	6~9	10~40			19	-3.9~-3.3	230~268	5.4~6.3	0.82~0.87	62~73	6.3~6.9
Hj1S1-1	I 型	4~10	10~30			27		246~365				
Hj1SD8B	I 型	4~10	10~40			25		156~348				
Hj1S1-2	I 型	4~10	10~20			22		145~277				
16-5	I 型	6~10	5~15			20	-5.3~-4.5	164~224	7.2~8.3	0.93~0.96	45~52	5.3~5.8
Hj1D3	I 型	6~10	5~15			12	-7.6~-3.3	129~253	5.4~11.2	0.88~0.98	37~69	3.7~6.7
Hj1D5	I 型	5~10	10~15			22		149~236				
老沟												
Hj1L1-2	I 型	5~10	5~10			9	-4.1~-3.4	174~452	5.6~6.6	0.47~0.86	66~122	6.6~9.2
Hj1L1-2	II 型	8		90	5	1		346		0.76	68	6.7
Hj1L1-2	III 型	6~7		100	5~7	20				0.80~0.84		
Hj1L1-3	I 型	4~12	10~20			5		171~318				
Hj1L1-3	II 型	5~10		20~90	10~30	15		260~343				
Hj1L3-1	I 型	6~9	15~40			15	-4.5~-4.3	226~439	6.9~7.2	0.85~0.89	61~70	6.3~6.8
Hj1L4-8	I 型	4~12	10~30			10		237~302				
Hj1L4-8	I 型	4~10	5~20			16		231~279				
Hj1L4-8	II 型	6~17		30~90	5~40	30		280~385				
Hj1L4-10	III 型	12~15		100	5	5						

注: $\varphi(\text{CO}_2)$ 指 CO_2 占包裹体总体积的百分数; $\varphi(\text{CO}_2)$ 指气相 CO_2 占 CO_2 相总体积的百分数; t_m 为冰点温度。

3.4.2 流体包裹体均一温度、盐度和密度

砂宝斯金矿 147 个、老沟金矿 126 个流体包裹体均一温度测试结果见表 4。砂宝斯金矿流体包裹体均

一温度在 129~365℃之间, 平均值为 225.9℃; 老沟金矿 I 型包裹体均一温度众值在 230~290℃之间, II 型包裹体均一温度众值在 310~350℃之间, 平均值为 295.2℃。可见, 金矿床为典型的中温热液矿床(200~350℃)。

根据砂宝斯和老沟金矿的冰点温度分别计算出流体包裹体的盐度(见表 4)。砂宝斯金矿主成矿阶段流体盐度为 5.4%~6.3%, 平均 5.9%; 老沟金矿流体盐度为 5.6%~7.2%, 平均 6.0%左右, 表明砂宝斯和老沟金矿的成矿流体盐度较低。

根据流体包裹体的均一温度和盐度, 利用刘斌等(1987)根据实验数据所得出的经验公式 $\rho=A+B \times T+C \times T^2$ (ρ 为流体密度; T 为均一温度; A、B、C为无量纲参数), 求得流体包裹体的密度(见表 4)。砂宝斯金矿流体密度介于 0.82~0.98 g/cm³, 平均 0.86 g/cm³; 老沟金矿流体密度介于 0.47~0.89 g/cm³, 平均 0.75 g/cm³。表明砂宝斯和老沟金矿的成矿流体属低密度流体, 与大多数岩浆热液之流体密度(ρ 小于 1.0 g/cm³, Roedder, 1976)相当。

总之, 砂宝斯和老沟金矿的流体包裹体显示了中温、低盐度和低密度的特征。

3.4.3 流体包裹体压力及成矿深度

目前各种地质压力计算均是一种近似方法。根据流体包裹体的均一温度和盐度, 采用邵洁莲(1990)经验公式 $P=P_0 \times T_h/T_0$ ($T_0=374+920\omega$, $P_0=219+2620\omega$) 计算出 I 型包裹体的流体压力。利用 Brown 等(1989)的 H₂O-CO₂-NaCl 体系 P - T 相图, 投影获得 II 型包裹体的流体压力。结果表明, 砂宝斯金矿流体包裹体的压力范围为 62~73 MPa, 均值为 65 MPa; 老沟金矿流体包裹体的压力范围为 61~122 MPa, 均值为 82 MPa (见表 4)。

成矿深度是研究矿床成因和勘查潜力的重要依据, 使学者们不断探索估算成矿深度的地质学和地球化学方法。其中, 最受欢迎的方法是根据流体包裹体捕获压力估算成矿深度。

利用孙丰月等(2000)不同压力段计算成矿深度的公式:

- (1) 当 $x < 40$ MPa 时, $y = x / 10$;
- (2) 当 $40 \text{ MPa} \leq x \leq 220 \text{ MPa}$ 时, $y = 0.0868 / (1/x + 0.00388) + 2$;
- (3) 当 $220 \text{ MPa} \leq x < 370 \text{ MPa}$ 时, $y = 11 + e^{(x-221.95)/79.075}$;
- (4) 当 $x > 370 \text{ MPa}$ 时, $y = 0.0331385x + 4.19898$

公式中 x 、 y 分别代表测得的流体压力值(MPa)和成矿深度(km)。

根据上述公式, 求得砂宝斯金矿的成矿深度介于 3.7~6.9 km, 平均 6.0 km; 老沟金矿的成矿深度介于 6.3~9.2 km, 平均 7.0 km (见表 4)。可见, 金矿床为中等深度的矿床。

3.4.4 流体包裹体激光拉曼光谱分析

对砂宝斯和老沟金矿流体包裹体气相成分进行了激光拉曼光谱成分分析, 结果见表 5。砂宝斯金矿流体包裹体气相成分以 CH₄、N₂ 为主, 次为 CO₂、H₂O 和少量的 H₂, 个别还含有微量的 CO、C₂H₄, 属 H₂O-CO₂-N₂-CH₄-H₂±C₂H₄±CO 体系, 即含氮的碳水流体; 老沟金矿流体包裹体气相成分主要为 H₂O 和 CO₂, 其次为 N₂ 和 CH₄, 部分含有微量的 CO。此外, 尚有微量的 C₆H₆、C₂H₄、C₂H₆ 和 C₃H₈ 等有机成分存在于不同的包裹体中, 共同构成 H₂O-CO₂-N₂-CH₄±C₂H₄±CO±C₆H₆±C₂H₆±C₃H₈ 体系。

总之, 激光拉曼光谱分析表明, 砂宝斯和老沟金矿成矿流体系统为 CO₂-H₂O-N₂±CH₄±H₂±CO±有机碳氢化合物, 即富 CO₂ 含氮的碳水流体。揭示了形成矿床的流体主要来自幔源, 含有有机质的沉积物也参与了成矿作用, 并且提供了部分成矿流体。

表 5 大兴安岭北部金矿床流体包裹体气相成分激光拉曼光谱分析 (单位: 摩尔百分数/%) *

矿床名称 及样号	包裹体 类型	H ₂ O	CO ₂	CH ₄	H ₂ S	H ₂	CO	N ₂	C ₆ H ₆	C ₂ H ₄	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	CO ₂ /H ₂ O
砂宝斯													
16-5	I 型	13.45	10.22	21.79		2.98	0.48	51.09					0.759
16-5	I 型	15.07	19.32	21.37		6.16		38.06					1.282
16-5	I 型	18.00	14.11	16.26		4.23		47.40					0.784
16-5	I 型	5.88	11.28	24.17		6.70		51.97					1.917
Hj1D3	III型	3.22	0.66	20.01		2.01		74.09					0.206
Hj1D3	I 型	4.89	21.41	35.60		3.37		33.69		1.04			4.379
Hj1D3	I 型	3.17	31.61	32.15		1.44		31.63					9.964
Hj1D3	III型	9.55	3.70	16.21		3.41		65.04		2.09			0.387
Hj1D3	III型	1.66	2.24	20.38		1.07		74.66					1.384
老沟													
Hj1L3-1	I 型	75.39	21.61	0.48				2.52					0.287
Hj1L3-1	I 型	78.88	18.27	0.62			0.18	1.80				0.25	0.232
Hj1L3-1	I 型	89.70	6.18	0.56				2.98	0.18	0.27		0.13	0.069
Hj1L3-1	I 型	54.02	37.08	0.71			0.50	7.46			0.22		0.686

* 据武广等, 2006; 2008 整理

4 讨 论

4.1 矿床成因

按照传统的金矿床成因类型的划分, 从老沟-二根河成矿带金矿床的地质-地球化学特征可以看出, 其应属中温热液金矿床无疑。所谓“中温热液金矿床”是指成矿温度 (200~350℃) 明显由低于水的临界温度的含金成矿溶液形成的矿床 (Lindgren, 1933; 黄宗理等, 2005)。

随着金矿床研究和成矿理论的发展, 人们逐渐认识到这类金矿床有相似的地质-地球化学特征, 并且都与造山作用有关。Groves 等 (1998) 建议用“造山型”这个名称代替这些所谓的“中温热液型”矿床, 并特别强调了这些金矿床形成的构造背景。至此, 造山型金矿床这一术语才被广泛运用, 是目前国际矿床学界的研究热点。

根据 Groves 等 (1998)、Goldfarb 等 (2001) 的研究总结, 造山型金矿床具有如下特点: ① 造山型金矿床最一致的特征是这些金矿床与各个不同时代的变形变质地体相伴生; ② 矿床形成于聚合板块边缘增生和碰撞造山带由挤压到扭压变形过程期间; ③ 矿 (化) 体严格受断裂构造控制, 位于大型挤压构造的二级或三级构造里; ④ 矿石中硫化物含量低 ($\leq 3\% \sim 5\%$); ⑤ 矿床热液蚀变包括碳酸盐化、金属硫化物矿化、碱质交代作用和绿泥石化等; ⑥ 黄铁矿硫同位素介于 3.8%~13.8% 之间; ⑦ 成矿流体以 H₂O-CO₂±CH₄ 为特征, 富含 CO₂, χ (CO₂) 通常 $\geq 5\% \sim 30\%$, 盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 3%~10%, 金在流体中以还原的硫络合物的形式迁移; ⑧ 矿床形成温度和矿体就位深度都有比较宽的范围, 分别为从 200~700℃ 和 1~20 km。根据矿床的形成深度, 它们又被划分为浅成 (<6 km)、中成 (6~12 km) 和深成 (>12 km) 3 类; ⑨ 造山型金矿床主要集中在 3.1 Ga、2.7~2.5 Ga、2.1~1.8 Ga 和 0.6~0.05 Ga 等时间段产出。

老沟-二根河成矿带金矿床地质-地球化学特征与上述造山型金矿床的特点基本一致。因此, 金矿床的成因类型属浅中成造山型金矿床 (武广等, 2006)。

4.2 成矿构造背景

大兴安岭北部上黑龙江盆地毗邻蒙古-鄂霍茨克造山带, 位于其东南缘。目前, 许多学者 (赵春荆等,

1998; 和政军等, 1998; 李锦轶等, 2004; 武广等, 2006) 研究认为, 发育在上黑龙江盆地中的漠河推覆构造带这一区域性控矿构造, 与其北部毗邻的蒙古-鄂霍茨克造山带的中生代演化密切相关, 其形成应是蒙古-鄂霍茨克造山演化过程的远程效应。

蒙古-鄂霍茨克造山带前身为洋盆, 前人称之为杭盖-肯特洋, 形成于早古生代; 晚古生代—早中生代期间, 洋盆自西向东作剪刀式收缩、闭合, 导致该洋盆南侧的中蒙古/额尔古纳-中朝大陆与北部的西伯利亚大陆碰撞, 形成蒙古-鄂霍茨克造山带。这一地质事件曾使当时的大兴安岭地区发生隆升造山, 涉及的范围可达现今的燕山-阴山地区 (Zhao et al., 1990; Parfenov et al., 2001; 李锦轶等, 2004)。

早中生代及其以后的一定时期应属陆陆碰撞造山环境 (Parfenov et al., 2001; 李锦轶等, 2004; 武广等, 2006), 受漠河推覆构造控制的砂宝斯、老沟、三十二站、砂宝斯林场和二根河等金矿床, 成矿时间不早于中侏罗世的这些金矿床 (点) 只能形成于蒙古-鄂霍茨克陆-陆碰撞造山环境。

陈衍景 (1996; 2006) 通过分析碰撞造山带演化的 P - T - t 轨迹和地质事件发生的系列 (图 4), 认为一个完整的陆陆碰撞造山过程应包括早期挤压 (以形成逆掩推覆构造为特征)、中期挤压向伸展转变 (以形成走滑剪切带为特征) 和晚期伸展 (以断陷盆地发育为标志) 等 3 个阶段, 基于此提出了阐释陆陆碰撞体制成岩、成矿与流体作用的 3 阶段模式, 即 CMF 模式。

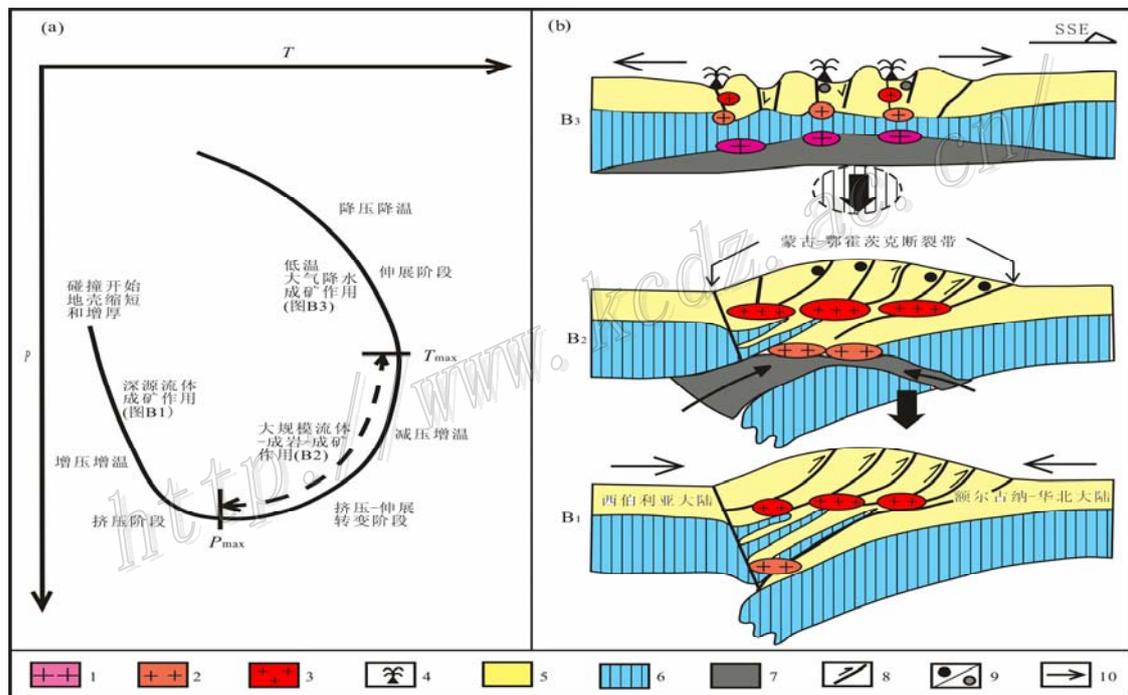


图 4 碰撞造山体制的岩浆、流体与成矿作用示意图 (引自陈衍景等, 2004)

(a) 示意碰撞造山过程 P - T - t 轨迹, 可分为挤压、转换和伸展等 3 种不同的动力学阶段; (b) 示意碰撞过程或 A 型俯冲体制的构造-岩浆-成矿作用,

B_1 、 B_2 和 B_3 分别对应于挤压、转换和伸展 3 个阶段

1—地幔熔融; 2—壳幔同熔; 3—地壳熔融; 4—火山喷发; 5—地壳; 6—岩石圈地幔; 7—软流圈; 8—断层; 9—金矿床; 10—方向

借助于陈衍景 (2006) 具有成矿省尺度的 CMF 模式 (图 4), 可以较好地解释老沟-二根河成矿带金矿床的形成机制。具体是: 在上黑龙江地区, 陆陆碰撞发生于中侏罗世晚期—晚侏罗世早期 (李锦轶等, 2004), 碰撞挤压导致该地区强烈的陆壳和岩石圈堆叠、缩短、增厚, 形成漠河推覆构造 (图 4B1)。晚侏罗世晚期—早白垩世早期, 研究区处于挤压-伸展转换环境 (祁进平等, 2005), 开始减压增温 (图 4a), 导致岩石圈不同层次的熔融、流变和大规模流体产生, 伴随着断裂的左行韧性走滑剪切 (李锦轶等, 2004) 和岩浆

活动,成矿流体发生对流,深部成矿流体和浅层的大气降水混合,在适宜的地球化学环境下形成了以中成、中温为主的金矿,如砂宝斯、老沟金矿等(图 4B2;武广等,2006)。在早白垩世中期,挤压和碰撞隆升停止,岩石圈根部拆沉,软流圈局部上涌,造山带伸展、垮塌,裂谷断陷盆地发育并伴随火山喷发,形成浅成低温热液型(如页索库等)金矿床(图 4B3)。

5 找矿方向

根据上述老沟-二根河成矿带金矿床地质特征、地球化学特征、成因类型和成矿构造背景,提出如下找矿方向:

(1) 金矿床在空间分布上与中侏罗世额木尔河群二十二站组(J_2e)、漠河组(J_2m)等沉积岩系和 J_3 — K_1 时期浅成中酸性侵入(杂)岩体(或脉岩)关系密切,在找矿过程中应对其加以重视。但金矿床的成因类型为造山型,对围岩没有选择性,因此,也要重视带内绣峰组(J_{1-2x})和开库康组(J_3k)沉积地层中寻找金矿床。

(2) 漠河推覆构造为区域性控矿构造,根据其形成的逆冲断层方向和控矿规律,在近 EW 向韧性剪切带内金矿成矿远景较好,尤其是其派生的次级近 SN 向、NEE 向、NE 向、NNE 向、EW 向、NW 向和 NNW 向等脆韧性断裂构造,是赋存金矿体的有利部位。

(3) 金矿床的成因类型为造山型。有学者研究认为,造山型金矿床显示从浅部的 Hg、Hg-Sb(辰砂、辉锑矿),向下依次为 Au-Sb(浅成相)、Au-As-Te(中成相)和 Au-As(深成相)的组分分带(Groves, 1993)。因此,中深成造山型金矿可能深埋于盆地盖层之下。

(4) 金矿床大都出露在成矿带西部的盆地基底次级隆起区里,今后岩金找矿工作一定要围绕其开展。因此,该区地层剥蚀程度的研究显得很重要。

(5) 依据造山型金矿床的成矿构造背景和矿床形成的 CMF 模式,在早白垩世火山岩中寻找页索库式浅成低温热液金矿床。

6 结 论

(1) 金矿床在时空分布上与中生代火山喷发-沉积岩系和 J_3 — K_1 时期浅成中酸性侵入脉岩体关系密切。

(2) 金矿床控矿构造为 NEE 向漠河推覆构造带;金矿体严格受断裂构造控制,主要容矿构造是近 SN 向、NEE 向、NNW 向脆-韧性断裂。

(3) 金矿床矿石成分中最显著的特点是以中低温矿物和贫硫含砷、锑为特征,金属矿物含量均 $\leq 3\%$,以黄铁矿为主,次为毒砂、辉锑矿等。

(4) 金矿床的成矿物质以深源为主,有部分地壳物质的加入;铅同位素表现出造山带铅同位素特征;成矿流体是岩浆水与不同比例的大气降水的混合流体。

(5) 成矿流体类型可分为 I 型(气液两相水溶液包裹体)、II 型(含 CO_2 三相包裹体)和 III 型(纯 CO_2 包裹体)等 3 种;成矿流体属中温、低盐度和低密度的流体;成矿流体系统为 CO_2 - H_2O - $N_2 \pm CH_4 \pm H_2 \pm CO$ 土有机碳氢化合物,即富 CO_2 含氮的碳水流体。

(6) 金矿的形成温度为 225.9~295 $^{\circ}C$,成矿压力为 65~93 MPa,成矿深度为 6.5~8 km,属中温中成热液矿床。

(7) 矿床类型属典型的中成造山型金矿,其形成于蒙古-鄂霍茨克陆陆碰撞造山环境。

(8) 漠河推覆构造的派生次级脆韧性断裂构造带、上黑龙江盆地盖层之下和基底次级隆起区是主攻找矿方向。

参 考 文 献

- 陈衍景. 2006. 造山型矿床、成矿模式及找矿潜力[J]. 中国地质, 33(5): 1181-1196.
- 和政军, 李锦轶, 牛宝贵, 等. 1998. 燕山-阴山地区晚侏罗世强烈推覆-隆升事件及沉积响应[J]. 地质论评, 44(4): 407-418.
- 和政军, 李锦轶, 莫中国, 等. 2003. 漠河前陆盆地砂岩岩石地球化学的构造背景和物源区分析[J]. 中国科学(D辑), 33(12): 1219-1226.
- 黑龙江地质矿产局. 1993. 黑龙江自治区区域地质志[M]. 北京: 地质出版社.
- 李锦轶, 莫中国, 和政军, 等. 2004. 大兴安岭北段地壳左行走滑的时代及其对中国东北及邻区中生代以来地壳构造演化重建的制约[J]. 地学前缘, 11(3): 157-168.
- 刘斌, 段光贤. 1987. NaCl-H₂O溶液包裹体的密度式和等容式及其应用[J]. 矿物学报, 7(4): 345-352.
- 毛建明, 杨仲勋, 荆惠林. 1996. 东北中生代盆地形成演化与岩石圈动力学过程[A]. 见: 姜剑虹, 孙礼文, 胡善亭, 等. 东北煤田地质研究新进展[C]. 北京: 地震出版社. 33-42.
- 祁进平, 陈衍景, Pirajno F. 2005. 东北地区浅成低温热液矿床的地质特征和构造背景[J]. 矿物岩石, 25(2): 47-59.
- 齐金忠, 李 莉, 郭晓东. 2000. 大兴安岭北部砂宝斯蚀变砂岩型金矿地质特征[J]. 矿床地质, 19(2): 116-124.
- 邵洁连. 1990. 金矿找矿矿物学[M]. 北京: 中国地质大学出版社. 1-158.
- 孙丰月, 金 巍, 李碧乐, 等. 2000. 关于脉状热液金矿床成矿深度的思考[J]. 长春科技大学学报, 30(增刊): 27-30.
- 王晓勇, 梁海军, 金同和, 等. 2008. 黑龙江省漠河推覆构造特征及其与金成矿的关系[J]. 大地构造与成矿学, 32(2): 218-225.
- 王义文. 1988. 中国金矿稳定同位素地球化学研究[J]. 贵金属地质, 1(3-4): 13-31.
- 武 广, 李忠权, 糜 梅, 等. 2008. 上大兴安岭北部砂宝斯金矿床成矿流体特征及矿床成因[J]. 矿物岩石, 28(1): 31-38.
- 武 广, 孙丰月, 朱 群, 等. 2006. 上黑龙江盆地金矿床地质特征及成因探讨[J]. 矿床地质, 25(3): 215-230.
- 谢鸣谦. 2000. 拼贴板块构造及其驱动机理——中国东北及邻区的大地构造演化[M]. 北京: 科学出版社. 66-70.
- 赵春荆, 马俊孝, 苏养正, 等. 1998. 大兴安岭北端中生代火山岩浆作用及其构造背景[M]. 沈阳: 沈阳地质矿产研究所. 1-124.
- 张理刚. 1995. 东亚岩石圈块体地质-上地幔、基底和花岗岩同位素地球化学及其动力学[M]. 北京: 科学出版社. 153-173.
- 张 顺, 林春明, 吴朝东, 等. 2003. 黑龙江漠河盆地构造特征与成盆演化[J]. 高校地质学报, 9(3): 411-419.
- Brown P E and Lamb W M. 1989. P-V-t properties of fluids in the system H₂O-CO₂-NaCl: New graphic presentations and implications for fluid inclusion studies[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 53: 1209-1221.
- Groves D I, Goldfarb R J, Gebre-Mariam M, Hagemann S G and Robert F. 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types[J]. Ore Geol. Rev, 13(1-5): 7-27.
- Goldfarb R J, Groves D I and Gardoll S. 2001. Orogenic gold and geologic time: A global synthesis[J]. Ore Geol. Rev., 18: 1-75.
- Parfenov L M, Popoko L I and Tomurtogoo O. 2001. Problems of tectonics of the Mongolia-Okhotsk orogenic belt[J]. Geol. Pac. Ocean, 16: 797-830.
- Zhao X, Coe R S, Zhou Y X, Wu H R and Wang J. 1990. New paleomagnetic results from No. hem China: Collision and suturing with Siberia and Kazakhstan[J]. Tectonophysics, 181: 43-81.